



Title	2007年サハリン西方沖の地震（Mw 6.2）の震源特性
Author(s)	前田, 宜浩; 笠原, 稔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 219-230
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.219
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38155
Type	departmental bulletin paper
File Information	15_Maeda_Kasahara.pdf



2007 年サハリン西方沖の地震 (M_w 6.2) の震源特性

前田 宜浩・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 9 日受理)

Source properties of the 2007 west off Sakhalin earthquake (M_w 6.2)

Takahiro MAEDA and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 9, 2009)

On August 2, 2007, a shallow crustal earthquake occurred at west off Sakhalin Island, far eastern Russia. Moment magnitude (M_w) of this earthquake determined by Global CMT is 6.2. This earthquake generated severe damage to habitants and buildings at Nevelsk city near the epicenter. Visible large uplift was reported along the coast, and tsunami was observed even though its small magnitude. Teleseismic broadband waveforms from IRIS show long-duration P-wave pulse; the duration is comparable to that of M_w 6.8 event. Teleseismic data also show later phases at some stations. Seismic source model is estimated using teleseismic data by applying the waveform inversion method. The estimated source model is compared with those from two earthquakes occurring in Sakhalin. The 2007 event is characterized by the slow slip event. Spectral ratio based on broadband strong-motion data between the 2007 event and M_w 5.6 event shows that smaller excitation of short-period seismic waves by the 2007 event than the M_w 5.6 event. This feature is also confirmed by the analysis of teleseismic waveforms. Theoretical source spectral ratio based on the ω^{-2} source model using source parameters estimated from the waveform inversion well explains the observed spectral ratio. Seismic moment derived from waveform inversion is smaller than those derived from the crustal deformation and tsunami data. An aseismic slip is considered as a possible cause of this discrepancy.

1. はじめに

2007 年 8 月 2 日 2 時 37 分 (世界標準時) 頃に, サハリン西方沖で M_w 6.2 (Global CMT 解による. 以下, GCMT と略す), M_{JA} 6.4 の地震が発生した (Fig. 1). この地震により北海道北部では最大震度 2 を記録した. 日本海東縁からサハリンにかけての地域は, アムールプレートとオホーツクプレートの収束帯と考えられており [例えば, Takahashi et al. (1999)], 1983 年日本海中部地震 (M_w 7.7), 1993 年北海道南西沖地震 (M_w 7.7), 1971 年モネロン島沖地震 (M 6.9), 1995 年北サハリン地震 (M_w 7.0) など, M7 クラスの地震が発生している. 一柳・他 (2009) は, 北海道大学地震火山研究観測センターがロシア科学アカデミー地球物理学局サハリン地震観測所, ロシア科学アカデミー極東支部海洋地質学地球物理学研究所との共同で行っているサハリン南部での臨時地震観測記録を用いて今回の地震の余震の震源決定を行っている. 余震分

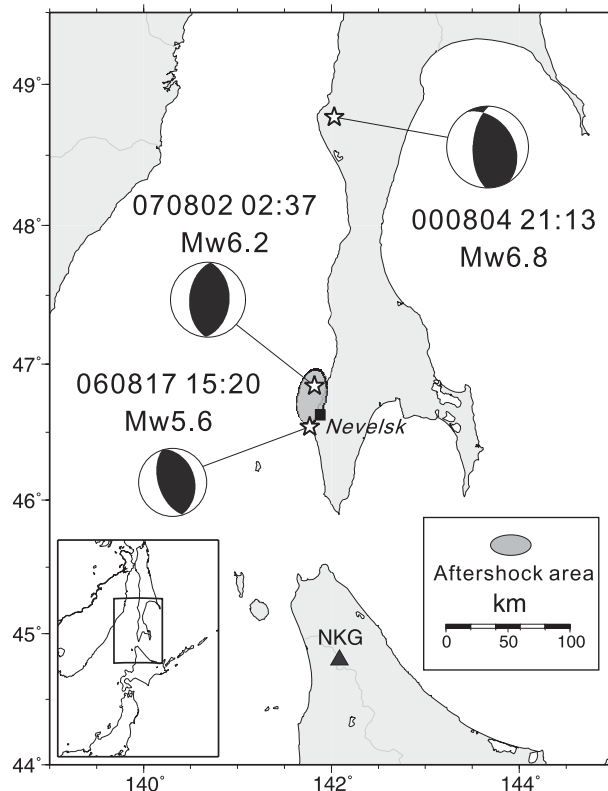


Fig. 1. Location map showing epicenters (open stars) of three earthquakes on August 2, 2007, August 17, 2006 and August 4, 2000. Strong motion observation station NKG (solid triangle) used in this study is indicated. Focal mechanism solutions determined by the Global CMT are also shown. A solid square is Nevelsk city. Inset map shows the study area.

布は、南北に約 35km、東西に約 10km の広がりを示している。余震域の南端に位置する Nevelsk 市では地震動による建物倒壊が多数発生し、死者 2 名を出した。また、Nevelsk 港では地震によって海底が海面上に隆起した。Takahashi and Kasahara (2008) は、干渉 SAR 解析から余震域の南北長さに対応する領域での地殻変動を検出し、この地殻変動を説明するためには M_w 6.7 相当のすべりが必要であると述べている。また、この地震による津波の遡上高は、震源北側で最大 3m に達した (Kaystrenko et al., 2008)。シミュレーションによると、この津波を説明するためには M_w 6.5 相当のすべりが必要とされる (谷岡, 私信)。以上のように、地震波から推定された M_w が 6.2 であるのに対し、地殻変動や津波から推定された M_w は 6.5~6.7 と有意に大きい。本研究では、地震記録に基づいて 2007 年サハリン西方沖の地震の特徴と震源特性について検討する。

II. 遠地記録の解析

1. 波形の特徴

IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) の遠地広帯域記録を用いて 2007 年サハリン西方沖地震 (以下、2007 年地震と略す) の震源過程の特徴を調べる。比較のために、規模の異なる 2 地震の記録も用いる。それらは 2000 年サハリン中部地震 (M_w 6.8) と 2006 年サハリン南西部地震 (M_w 5.6) である (Fig. 1; 以下、それぞれ 2000 年地震、2006 年地震と略す)。これら 3 地震の震源は遠地に対してはほぼ同じ位置と見なせるので、伝播経路の影響は共通していると仮定できる。したがって、地震間の波形の相違は震源過程の違いを表しているものと考えられる。Fig. 2 に 3 地震の P 波変位波形 (上下動) を示す。P 波初動が 20 秒付近に来るようにして、震源距離が $30^\circ \sim 80^\circ$ の観測点の波形を方位によって並べている。なお、これらの記録は地震計の計器特性を補正してある。3 地震の震源は浅いため、P 波の到達直後に震源近傍での反射波 (pP 波, sP 波) が到達して複雑な波形になっているが、2007 年地震の特徴として次の 2 点があげられる。まず 1 点目は、パルス幅が長いことである。パルス幅は震源での破壊継続時間を反映しており、地震規模 (M_w) に比例して長くなる。実際、2006 年地震のパルス幅は約 1 秒であるが、2000 年地震では約 10 秒と長い。2007 年地震は 2006 年地震と 2000 年地震の中間の M_w であるものの、そのパルス幅は 2000 年地震に匹敵している。ただし、その振幅は 2006 年地震と同程度である。2 点目は、2007 年地震では震源の北東方向を中心とする観測点で後続波群が見られることである。後続波は海水中での P 波の多重反射や、伝播経路中の反射体の存在によって生じる可能性はあるが、ほぼ同じ場所で発生している他の 2 地震には見られないことから、この後続波群は 2007 年地震の震源起因の現象であると考えられる。以上から、2007 年地震は M_w に比して長い震源継続時間と多重震源性を有しているといえる。

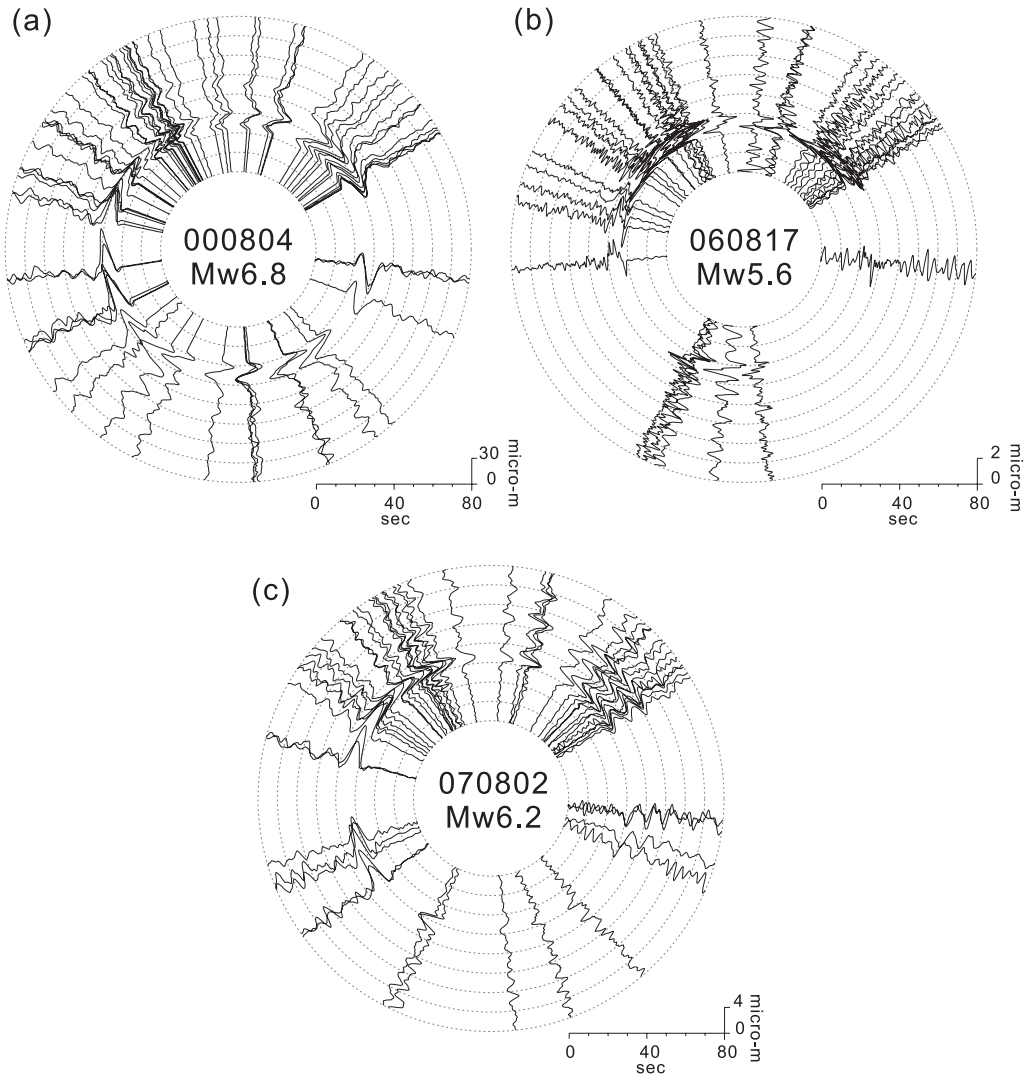


Fig. 2. Teleseismic broadband P waveforms (U-D component) from (a) Aug. 4, 2000 event, (b) Aug. 17, 2006 event, and (c) Aug. 2, 2007 event. Instrumental response is corrected. Displacement waveforms recorded at stations with hypocentral distance from 30■ to 80■ are aligned along the azimuth of stations.

2. 震源過程の推定

3 地震の破壊継続時間の違いを定量的に評価するために, Kikuchi and Kanamori (1991, 2003) の波形インバージョン法により震源過程を推定する. CMT 解によれば 3 地震はいずれも逆断層型の地震となっており, 本研究ではメカニズム解を精度よく推定するために P 波と SH 波を用いた. P 波 (上下動成分) は, 観測点の方位分布が均質となるように, 3 地震についてほぼ共通の観測点の記録を用いた. SH 波は, 振幅の変化が大きいと予想される観測点の記録を用いた. インバージョンにおける SH 波の重み付けは, P 波と SH 波の振幅比を考慮して, 2000 年地震では P 波に対して 1/10, 他の 2 地震は 1/5 とした. グリーン関数の計算で用いる地震波の減衰を表す t^* は, 他の 2 地震と比べて波形の立ち上がりが急な 2006 年地震の観測波形と理論波形の比較から $t_p^* = 1$ 秒, $t_s^* = 3$ 秒とした. 震源近傍の速度構造は, 田村・他 (2002) がサハリン南部での震源決定に用いたものを参考として, 比較的遅い速度の層を持つ構造とした (Table 1). 2000 年地震については 0.01~1Hz, その他の地震については 0.02~1Hz のバンドパスフィルタを施した変位波形を用いた. まず, 点震源を仮定してメカニズム解を推定した後, 2000 年地震と 2007 年地震については断層面を仮定してすべり分布を推定した. それぞれの地震についての結果を以下に述べる.

2-1. 2006 年地震

19 点の P 波記録, 10 点の SH 波記録を用いた. 震源深さを 9km, 震源時間関数 (モーメント密度関数) を底辺 1.2 秒の二等辺三角形型と仮定して解析を行い, 逆断層型のメカニズム解を得た (Fig. 3a). 理論波形は, 直達波と反射波の時間差など観測波形の特徴をよく再現している. 地震モーメント (M_0) は 2.1×10^{17} Nm となり, GCMT による 3.7×10^{17} Nm より小さいが, 米国地質調査所 (以下, USGS と略す) による 2.5×10^{17} Nm とほぼ同じ値となった. メカニズム解も似ている.

2-2. 2000 年地震

19 点の P 波記録と 12 点の SH 波記録を用いた. 点震源を仮定した解析により逆断層型のメカニズム解が得られた. Kogan et al. (2003) を参考にして, 東傾斜の節面 (strike 333°, dip 33°, rake 71°) を断層面と仮定してすべり分布を推定した. 断層面上のすべり破壊過程は, 時

Table 1. Near-source structure used in the waveform inversion

	Vp km/s	Vs km/s	Density g/cm ³	Thickness km
1	2.5	1.5	2.3	4
2	4.1	2.4	2.4	3
3	5.5	3.3	2.6	11
4	6.8	3.9	2.9	12
5	7.8	4.5	3.3	-

(a) Aug. 17, 2006 Sakhalin

Mo = 2.12×10^{17} Nm Mw = 5.5 var. = 0.5203

H = 9.0km T1 = 0.6s T2 = 1.2s

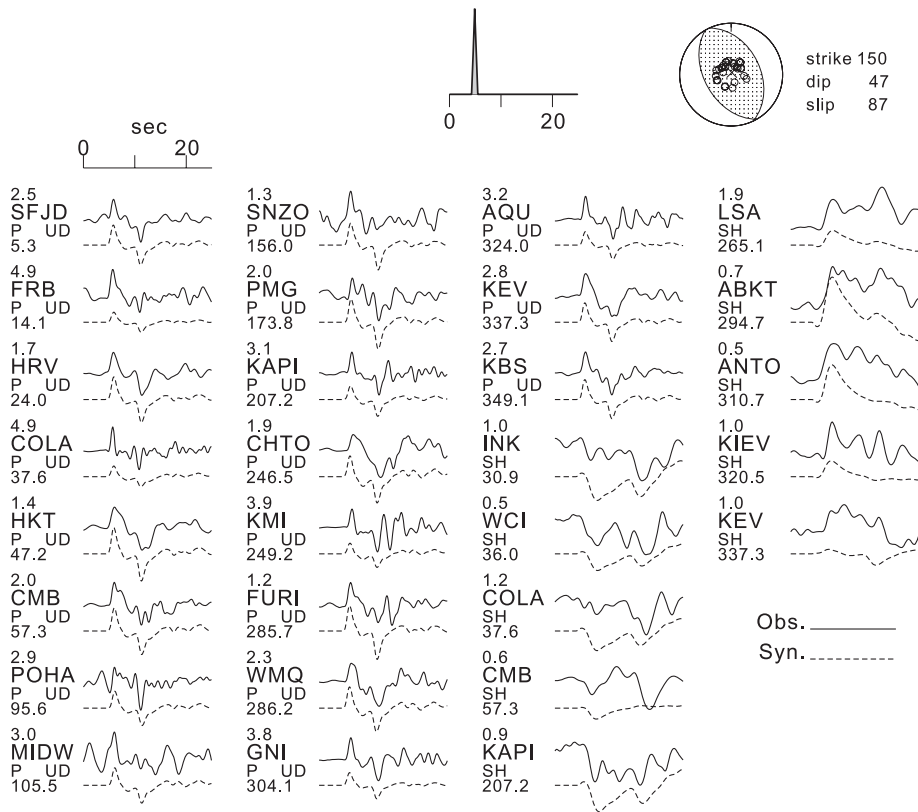


Fig. 3. Results of the waveform inversion for (a) the 2006 event, (b) the 2000 event, and (c) the 2007 event. Solid and dashed lines represent the observed and synthetic waveforms, respectively. The numbers on the upper and lower left indicate the peak-to-peak amplitude in micrometers of the observed record and the azimuth, respectively. Source time function and focal mechanism are also shown. Slip distributions on the fault plane are shown for the 2000 and 2007 events. Variance reduction of the waveform inversion is indicated by var.

間空間的に離散化して表現される。空間的には 5km 間隔で走向方向に 7 点、傾斜角方向に 3 点のグリッドを設定した。また、時間的には破壊開始点から一定速度で同心円状に広がる破壊フロントが各グリッドを通過してから時間幅 2 秒の二等辺三角形を 1 秒間隔で 4 個並べて表し、個々の三角形の大きさ (M_0) がインバージョンにより推定される。破壊フロントの伝播速度は 2.8 km/s とした。すべりは震源から南方に広がっている (Fig. 3b)。 M_0 は 1.1×10^{19} Nm で、GCMT の 1.9×10^{19} Nm より小さいが、USGS とは同じ値である。

(b) Aug. 4, 2000 Sakhalin

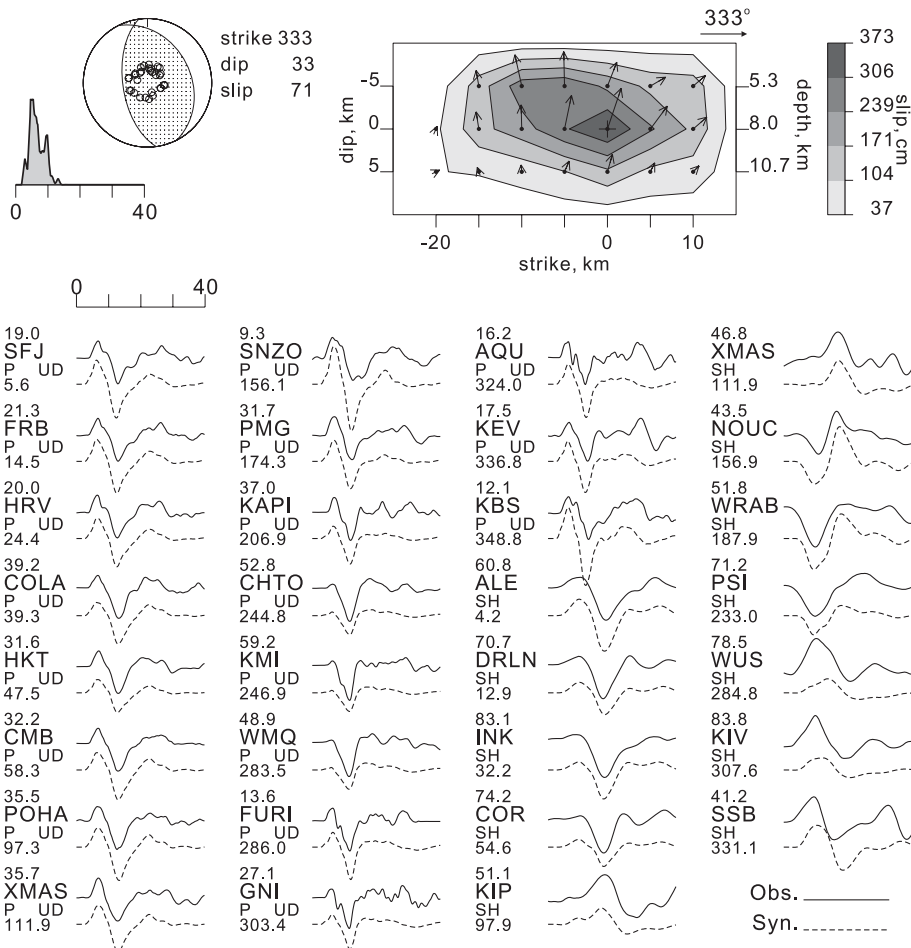
Mo = 1.06×10^{19} Nm M_w = 6.6 Var. = 0.2222

Fig. 3. (continued)

2-3. 2007 年地震

19 点の P 波記録, 13 点の SH 波記録を用いた. 点震源を仮定した解析から得られたメカニズム解は USGS による CMT 解と調和的であり, 低角の西傾斜の節面と高角の東傾斜の節面を持つ. 余震分布が余震域の南半分では西傾斜の分布を示していること (一柳・他, 2009) や, 地殻変動 (Takahashi and Kasahara, 2008) や津波 (谷岡, 私信) の解析では西傾斜の断層面が仮定されていることから, 西傾斜の面 (strike 200° , dip 28° , rake 111°) を断層面としてすべり分布を推定した. 余震域の広さを考慮して, 断層面上に 5km 間隔のグリッドを走向方向に 6 点, 傾斜角方向に 3 点設定した. 観測記録に見られる後続波群を再現するためには, 破壊伝播速度を遅くするか, 各グリッドでのすべりの継続時間を長く設定する必要がある. 前者では各

グリッドでのすべりは 1 度だけに制限できるが、後者では同一グリッドでの 2 度のすべりを許すことになる。これらの条件の組み合わせを変えて解析を行うと、すべり分布が異なる結果が得られるが、それぞれの震源時間関数はよく似ている。そして、いずれの場合でも観測記録を同程度に再現することが可能であり、どの条件が最適なのかを区別することは出来なかった。ここでは、破壊フロントの伝播速度を 2.8 km/s とし、各グリッドでの震源時間関数を、時間幅 2 秒の二等辺三角形を 1 秒間隔で 15 個並べて表した結果を示す (Fig. 3c)。推定された震源時間関数は 2 つのピークを有し、それぞれ 10 秒近い継続時間を持っている。すべり分布は断層の上部に集中しているが、これは破壊伝播速度によって変化しうるのであり、空間的な広がりについてはここでは議論しない。地震モーメントは 1.4×10^{18} Nm で、GCMT による 2.4×10^{18} Nm,

(c) Aug. 2, 2007 Sakhalin

Mo = 1.38×10^{18} Nm Mw = 6.0 var. = 0.3463

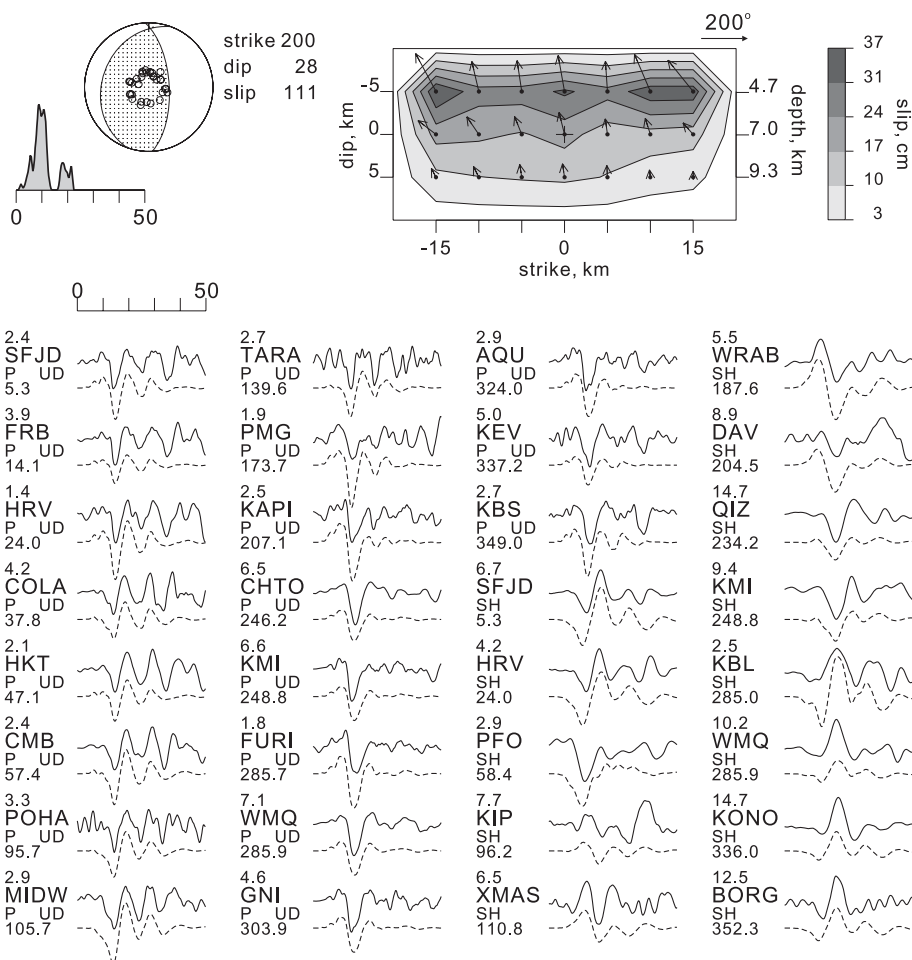


Fig. 3. (continued)

USGS による 2.2×10^{18} Nm に比べて小さいが、これは仮定した地震波速度（剛性率）が小さいためだと考えられる．観測記録にはさらに後続波群が見られるので、さらに長いすべり時間を仮定することでこれらの後続波も再現が可能かもしれないが、ここでは第 2 波までを対象とした．なお、東傾斜の節面を仮定した場合でも、西傾斜面を仮定した場合と同程度に観測記録を再現することができた．いずれにせよ、全体としての震源時間関数の形は安定して求められている．

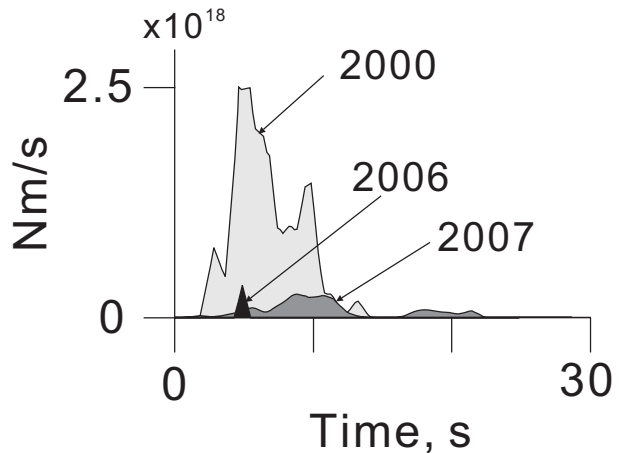


Fig. 4. A comparison of the source time functions from three events.

3 地震の震源時間関数を比較して Fig. 4 に示す．2007 年地震は、2006 年地震と同程度の振幅しか持たないが、2000 年地震と同程度の継続時間を有しており、ゆっくりとした断層運動であったことが示唆される．しかしながら、上述したとおり、今回のデータからは、ゆっくりとした断層運動が、すべり速度が小さいことによるものか、破壊伝播速度が小さいことによるのかを判別することは困難である．

III. 近地記録の解析

F-net の中川観測点 (Fig. 1 ; NKG) の広帯域強震動記録を用いて、2007 年地震の特徴を調べる．速度波形を、震源距離に近い 2006 年地震の記録と比較して Fig. 5 に示す．2 地震の振幅はほぼ同じレベルであるものの、2007 年地震は 2006 年地震に比べて長周期成分が卓越している．S 波の読み取りが困難なため、P 波スペクトル比を求めた (Fig. 6)．スペクトルは Fig. 5 の下線部分 20 秒間について計算し、0.2Hz の Parzen window により平滑化している．2006 年地震に対する 2007 年地震の P 波スペクトル比は高周波数側で 1 以下となっており、2007 年地震は 2006 年地震よりも高周波数成分の励起が小さいといえる．また、参考として 2007 年地震の最大余震 (8 月 2 日 5 時 22 分, M_w 5.8) との P 波スペクトル比も示すが、これも高周波数側での比が 1 以下となっており、高周波数成分の励起が小さいのは 2007 年地震の特徴であると考えられる．

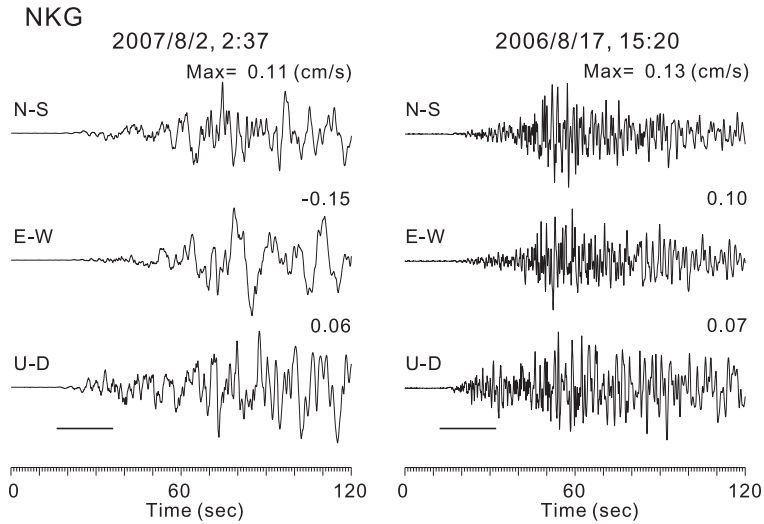


Fig. 5. Velocity waveforms at NKG from the 2007 (left) and 2006 (right) events. Bold lines under the U-D component traces show time windows for calculating spectra (Fig. 6).

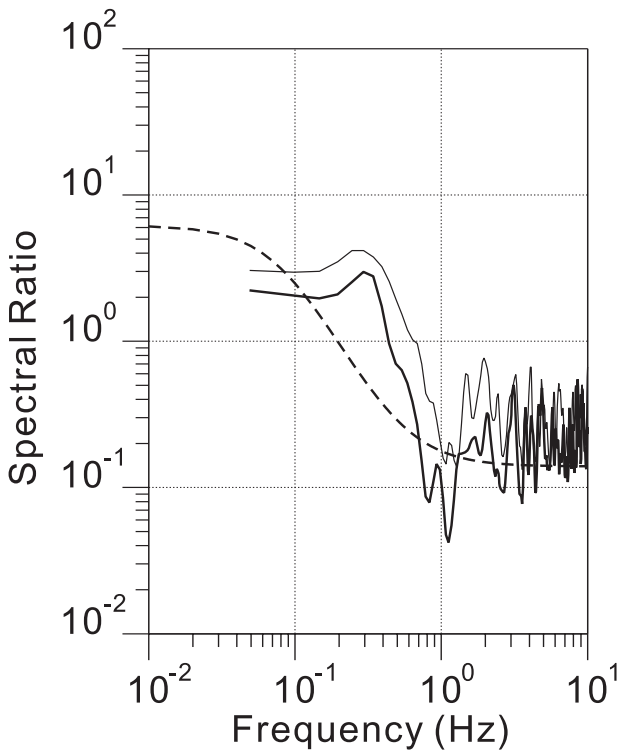


Fig. 6. P-wave spectral ratio between the 2007 and 2006 events at NKG. Bold solid and dashed lines represent the observed and theoretical spectral ratios, respectively. The observed spectra are calculated using waveforms shown in Fig. 5. These spectra are smoothed using Parzen window (0.2Hz). Theoretical spectral ratio is calculated using the ω^{-2} source model; source parameters are estimated by the waveform inversion (Fig. 3). P-wave spectral ratio between the 2007 main shock and its largest aftershock is also shown as thin line.

IV. 議 論

遠地記録の波形インバージョンから推定された震源パラメーターをもとに震源スペクトル比を計算して、近地 P 波スペクトル比と比較する． ω^{-2} モデルによる震源スペクトルは $M_0/(1+(f/f_c)^2)$ で表される．コーナー周波数 (f_c) は、震源時間関数 (二等辺三角形) の継続時間を T とした場合に $f_c = 2/(\pi T)$ で表される．2007 年地震の 1 つ目のパルス ($T = 8$ 秒) を対象として、2007 年地震と 2006 年地震の理論震源スペクトル比を計算し、Fig. 6 に破線で示す．震源距離やラディエーションパターンの補正は行っていない．観測スペクトル比には 0.3Hz 付近に小さなピークがあるため、計算値との差異が認められるが、高周波数側の振幅レベルなど全体としては観測値をよく説明しており、遠地記録から推定された震源モデルによって、近地記録の特徴を説明することができた．笹谷 (1999) は、1983 年日本海中部地震、1993 年北海道南西沖地震による広帯域強震動記録の解析から、日本海側のプレート間地震はスラブ内地震や太平洋側のプレート間地震よりも短周期地震波をより弱く励起すると述べている．また、Fukao and Furumoto (1975) は、WWSSN 記録、津波記録、震度分布の解析から、日本海東縁で発生した 1940 年積丹半島沖地震 (M 7.0)、1964 年男鹿半島沖地震 (M 6.9)、1971 年モネロン島沖地震では、長周期地震波や津波の励起強さに比べ短周期地震波の励起が弱かったと述べている．したがって、2006 年地震が内陸地殻内地震であると仮定すると、2007 年地震は、日本海側のプレート間地震と同様の特徴を有しているとも考えられる．

本研究で推定された 2007 年地震の地震モーメントは CMT 解によるものと同程度であり、地殻変動や津波から推定された地震モーメントよりも小さい．これらの地震モーメントの差を生じさせる要因のひとつとして非地震性すべりが考えられる．Takahashi and Kasahara (2008) は、地殻変動を説明するために傾斜角の大きな西傾斜の断層面を仮定している．これは GCMT のメカニズム解を参考にしたもので、内陸部で地殻変動が顕著ではないことも考慮されている．一方で、本研究による西傾斜面は USGS と同じく低角であり、この面が地震波を強く励起したとすると、非地震性すべりはそれよりも浅部の低剛性率な領域に派生した高角な面上で生じた可能性も考えられる．一方で、Vasilenko et al. (2008) は、余震域の北側と南側に、それぞれ本震と最大余震に対応する 2 つの断層面を仮定し、地震記録から推定された M_w と同程度のすべりを仮定することで地殻変動を説明できるとしている．

V. ま と め

2007 年サハリン西方沖の地震 (M_w 6.2) について、遠地記録と近地記録の解析から震源特性を調べた．その結果、この地震はゆっくりとした断層運動により高周波数地震波の励起が弱く、2000 年サハリン中部地震 (M_w 6.8) や 2006 年サハリン南西部地震 (M_w 5.6) と比べて、特異な震源特性を有していることがわかった．このような震源特性は、日本海側のプレート間地震の特徴と一致している．また、地震記録から推定された地震モーメントは地殻変動や津波の解析か

ら推定される地震モーメントよりも有意に小さく、非地震性すべりの存在が示唆された。

謝辞 北海道大学地震火山研究観測センターの谷岡勇市郎准教授には津波解析結果について教えていただきました。同センターの高橋浩晃准教授には本稿を改善するうえで有益なご意見をいただきました。同センターの一柳昌義氏には本研究の内容に関して多くの議論をしていただきました。IRIS と F-net の地震データを使用しました。一部の図は、GMT (Wessel and Smith, 1998) を用いて作成しました。記して感謝します。

文 献

- Fukao, Y. and M. Furumoto, 1975. Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **25**, 247-266.
- 一柳昌義・高橋浩晃・前田宜浩・笠原稔・宮町宏樹・平野舟一郎・Sen Rak Se・Mikhaylov Valentin・Kim Chun Ung, 2009. 日露共同地震観測による 2007 年 8 月 2 日に発生したサハリン西方沖の地震 (M_{JMA} 6.4) の余震活動, 地震 II, 投稿中
- Kaystrenko V., V. Lomtev, N. Urban, B. Levin, T. Ivinskaya, T. Fokina, M. Andreeva, E. Semenova, O. Kartashova, N. Kovalenko, YU. Korolev and P. Korolev, 2008, August 2, 2007 Nevelsk tsunami – is an unusual event, AOGS 2008 5th Annual meeting, OS18-A026
- Kogan, M. G., R. Burgmann, N. F. Vasilenko, C. H. Scholz, R. W. King, A. I. Ivashchenko, D. I. Frolov, G. M. Steblou, Ch. U. Kim and S. G. Egorov, 2003. The 2000 Mw 6.8 Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016399.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991. Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- Kikuchi M. and H. Kanamori, 2003. Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>
- 笹谷努, 1999. プレート内大地震とプレート境界大地震との短周期震源特性の違い, 東京大学地震研究所特定共同研究 (B) 報告書「大加速度 (速度) 強震動の成因解明と強震動-地震被害との相互関連性に関する研究」, 41-48.
- Takahashi, H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, K. Heki, T. Seno, T. Kato, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin and M. Gerasimenko, 1999. Velocity field around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2536-2544.
- Takahashi, H. and M. Kasahara, 2008, Crustal deformation of the 2007 southwest off Sakhalin earthquake by ALOS-InSAR data analysis, AOGS 2008 5th Annual meeting, SE81-A007.
- 田村 慎・一柳昌義・笠原 稔, 2002, サハリン南部における浅発地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 127-142.
- Vasilenko, N. F., B. W. Levin, A. S. Prytkov, Ch. U. Kim and H. Takahashi, 2008. Dislocation model of the August 2, 2007, M_w 6.2 Nevelsk earthquake, *Doklady Earth Sciences*, **422**, 1145-1149.
- Wessel, P. and Smith W. H. F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans AGU*, **79**, 579.